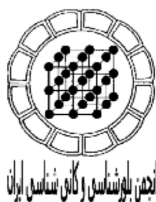
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۹، از صفحهٔ ۶۲۳ تا ۶۳۲



شیمی کانی‌ها و شرایط دما-فشارسنجی توده‌های نفوذی دوربه و ناری، غرب ارومیه، شمال غرب ایران

جمال‌الدین خطیبی، قاسم قربانی*، هادی شفائی مقدم

دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۸/۵/۲۲، نسخه نهایی: ۹۸/۹/۲۷)

چکیده: توده‌های نفوذی دوربه و ناری در غرب دریاچه ارومیه و شمال شرق اشنویه و در پهنه ساختاری سنندج - سیرجان رخنمون دارند و شامل سنگ‌های گابرودیوریتی (توده نفوذی دوربه) و گرانیتی (توده نفوذی ناری) هستند. پلاژیوکلاز (آندزین تا بیتونیت)، آمفیبول (در گروه کلسیمی واز نوع منیزیوهورنبلند و چرماکیت هورنبلند) و پیروکسن (در گروه کلسیمی و از نوع اوژیت) از کانی‌های شاخص سنگ‌های مافیک-حدواسط هستند. در سنگ‌های گرانیتی، کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (آلبیت – الیگوکلاز)، فلدسپار قلیایی (ارتوکلاز) و کوارتز و کانی‌های مافیک شامل آمفیبول (در گروه کلسیمی و از نوع اکتینولیت) و بیوتیت (آنیت) هستند. نمونه-های مورد بررسی دارای ماهیت آهکی قلیایی و از گرانیتوئیدهای نوع I متاآلومین هستند. دماسنجی این سنگ‌ها بیانگر دماهای توقف تبادل وتعادل نهایی کانی‌ها در دماهای ۸۶۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد برای سنگ‌های گابرودیوریتی و دیوریتی است. زمین فشارسنجی این سنگ‌ها برپایه آلومینیم کل آمفیبول در سنگ‌های گابرودیوریتی و دیوریتی (مقدار Al_{total} بین ۱ تا ۲) نشان‌دهنده فشارهای ۲٫۲۱ تا ۷٫۱۰ کیلوبار، معادل با اعماق حدود ۸ تا ۲۶ کیلومتر است. برای سنگ‌های گرانیتی از آنجاکه آمفیبول‌ها از نوع اکتینولیت بودند، دما-فشار محاسبه نشدند. دما بر اساس مقدار Ti برای سنگ‌های گرانیتی ناری بین ۷۴۰ تا ۷۶۰ درجه سانتی‌گراد بدست آمد.

واژه‌های کلیدی: *دما-فشارسنجی؛ دوربه؛ ناری؛ ارومیه؛ شمال غرب ایران.*

مقدمه

هورنبلند متداول‌ترین آمفیبول در سنگ‌های گرانیتوئیدی آهکی قلیایی است که ترکیب آن متناسب با ترکیب شیمیایی، فشار، دما و گریزندگی اکسیژن ماگمای دربرگیرنده، تغییر می-کند و اساس بسیاری از دما – فشارسنج‌ها مقدار آلومینیوم هورنبلند است [۱، ۲]. در سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی که در جنوب غرب دریاچه ارومیه، شمال غرب ایران (استان آذربایجان غربی) رخنمون دارند (شکل ۱)، هورنبلند یکی از کانی‌های مافیک اصلی است. در بحث زمین دما فشارسنجی بر اساس مقدار کل آلومینیم هورنبلند، فشار، عمق و دمای تشکیل و جایگیری توده‌های مورد بررسی ارزیابی شده است. توده‌های نفوذی مورد بررسی از مجموعه نفوذی‌های اشنویه در شمال شرقی پهنه سنندج- سیرجان هستند و در شمال شهر اشنویه رخنمون دارند. تاکنون پژوهش‌های بسیاری پیرامون سنگ شناسی و چگونگی جایگیری این توده‌ها انجام شده است [۳-۵]، ولی کمتر به دما-فشارسنجی آنها پرداخته شده است. قلمقاش [۵] سنگ‌های منطقه را به سه گروه دیوریتی، گرانیتی و قلیایی تقسیم کرده و بر اساس ایشان توده‌های خانواده دیوریتی در فشار ۱٫۳ تا ۲ کیلوبار و دماهای ۷۵۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد و خانواده گرانیتی در شرایط ۱٫۸۲ تا ۲٫۰۴ کیلوبار و ۷۰۰ تا ۸۲۰ درجه سانتی‌گراد جایگیر و تشکیل شده‌اند. در این پژوهش، افزون بر بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین شیمی، شیمی کانی‌ها برای تعیین شرایط ترمودینامیکی تبلور و جایگیری این سنگ‌ها بررسی شد.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۸۳۲۲۷۵۸، نمابر: ۰۲۳۳۵۲۲۰۹۹۱، پست الکترونیکی: ghorbani@du.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.6.0]

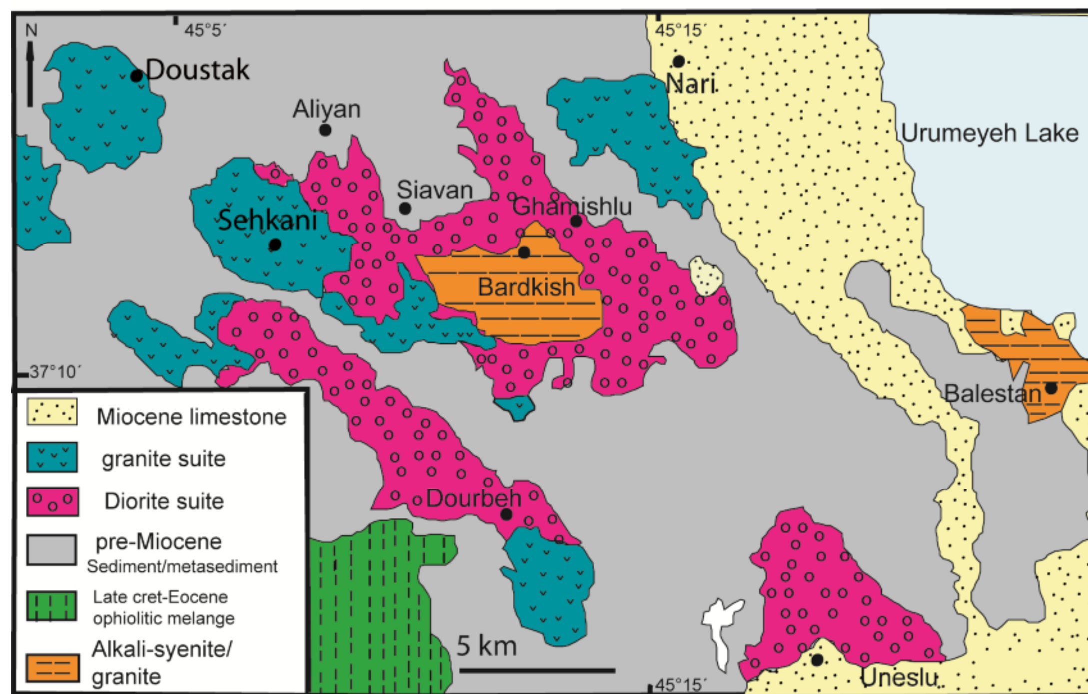
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.623]

زمین‌شناسی عمومی

توده‌های نفوذی مورد بررسی اشنویه در غرب دریاچه ارومیه (استان آذربایجان غربی) رخنمون دارند و از نظر زمین‌ساختی، بخشی از پهنه ایران مرکزی (پهنه سنندج – سیرجان) هستند [۶] (شکل ۱). سنگ‌های مورد بررسی شامل توده‌های نفوذی گابرودیوریتی (دوربه) و گرانیتی (ناری) هستند. توده گابرو-دیوریتی شامل گابرودیوریت، دیوریت، مونزودیوریت، کوارتزدیوریت و گرانودیوریت بوده و درصد وزنی سیلیس آنها بین ۴۸ تا ۵۴ درصد است و پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن از کانی‌های شاخص این واحد سنگی هستند. در سنگ‌های گرانیتی، کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی شامل فلدسپارقلیایی، پلاژیوکلاز، کوارتز و کانی مافیک بیوتیت و آمفیبول هستند. قلمقاش [۴] توده‌های نفوذی مجموعه ارومیه را به سه گروه اصلی مجموعه دیوریت، مجموعه گرانیت و مجموعه کوچک‌تر گرانیت قلیایی و سیینیت تقسیم کرده است. این توده‌ها به درون سنگ‌های رسوبی پرمین تا ژوراسیک نفوذ کرده و به طور محلی توسط لایه‌های کنگلومرای میوسن پیشین پوشیده شده‌اند [۴، ۵]. به گزارش قلمقاش [۵]، سنگ-های پوشاننده گرانیت ناری، سنگ‌های رسوبی میوسن پیشین بوده و دارای زینولیت‌هایی از جنس سنگ‌های رسوبی دگرگون شده هستند. سن‌سنجی توده‌های گرانیتی مورد بررسی بر اساس U-Pb زیرکن، سن‌های ۰٫۸۰ ±۹۳٫۶۲ تا ۰٫۹۹ ±۹۳٫۷۸ میلیون سال را مشخص کرده که بیانگر سن تبلور کانی زیرکن در آنهاست [۷]. مجموعه سوم که شامل گرانیت‌های قلیایی بردکیش و بالستان هستند در این پژوهش بررسی نشدند، زیرا به احتمال بسیار با این توده‌ها ارتباطی ندارند و سن‌سنجی آنها به روش اورانیوم – سرب زیرکن، سن ۲۰۹ میلیون سال را نشان داده است [۸]. این در حالی است که بر اساس سن-سنجی‌های پیشین [۵] برای این توده براساس روش پتاسیم-آرگون، سن حدود ۸۰ میلیون سال بدست آمده است.

روش بررسی

نخست از سنگ‌های مورد بررسی مقاطع نازک صیقلی تهیه شد. پس از بررسی های سنگ‌نگاری مقاطع، برای بررسی کانی‌شناسی دقیق به منظور استفاده در دما-فشارسنجی توده‌ها، سه نمونه از آنها با دستگاه ریزگمانه الکترونی در دانشگاه مونستر آلمان تجزیه شدند. محاسبه کاتیون‌ها و فرمول ساختاری کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، فلدسپارقلیایی، بیوتیت و پیروکسن به ترتیب بر اساس ۲۳، ۸، ۸، ۲۲ و ۶ اکسیژن انجام شد.



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی توده‌های نفوذی مورد بررسی در غرب دریاچه ارومیه (برگرفته از مرجع [۵] با تغییرات).

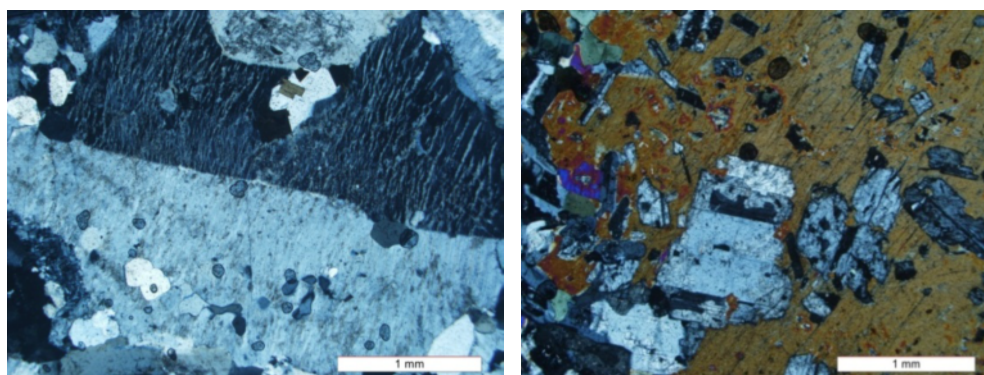
سنگ‌نگاری

سنگ‌های مورد بررسی شامل سنگ‌های گابرودیوریت، دیوریت، مونزودیوریت، کوارتزمونزودیوریت و گرانودیوریت هستند. این سنگ‌ها دارای بافت غالب نیمه خودریخت دانه‌ای و خال خال هستند (شکل ۲) و از کانی‌های رنگ روشن پلاژیوکلاز، فلدسپارقلیایی، کوارتز، کانی‌های تیره آمفیبول، پیروکسن، کانی‌های فرعی زیرکن، آپاتیت، اسفن، کانی‌های کدر و از کانی‌های ثانویه سریسیت، کلریت و اکسید آهن تشکیل شده‌اند. سنگ‌های اسیدی شامل سنگ‌های فلدسپارگرانیت قلیایی و گرانیت هستند و بافت‌های غالب در آنها نیمه‌شکل‌دار، خال خال (غربالی)، پرتیتی و گاهی پورفیری با خمیره ریزدانه ای بوده و کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آنها شامل پلاژیوکلاز، فلدسپارقلیایی، کوارتز و کانی‌های مافیک بیوتیت و آمفیبول هستند. بر پایه نتایج ریزپردازش الکترونی، ترکیب آمفیبول در گابرودیوریت‌ها و دیوریت‌ها از نوع منیزیوهورنبلند و چرماکیت هورنبلند، پیروکسن‌ها در گروه کلسیمی و از نوع اوژیت و ترکیب پلاژیوکلازها از نوع آندزین تا بیتونیت تغییر می‌کند. در سنگ‌های گرانیتی، آمفیبول‌ها از نوع اکتینولیت-هورنبلند، بیوتیت‌ها نیز از نوع آنیت، پلاژیوکلازها از نوع آلبیت – الیگوکلاز و فلدسپارهای قلیایی از نوع ارتوکلاز هستند.

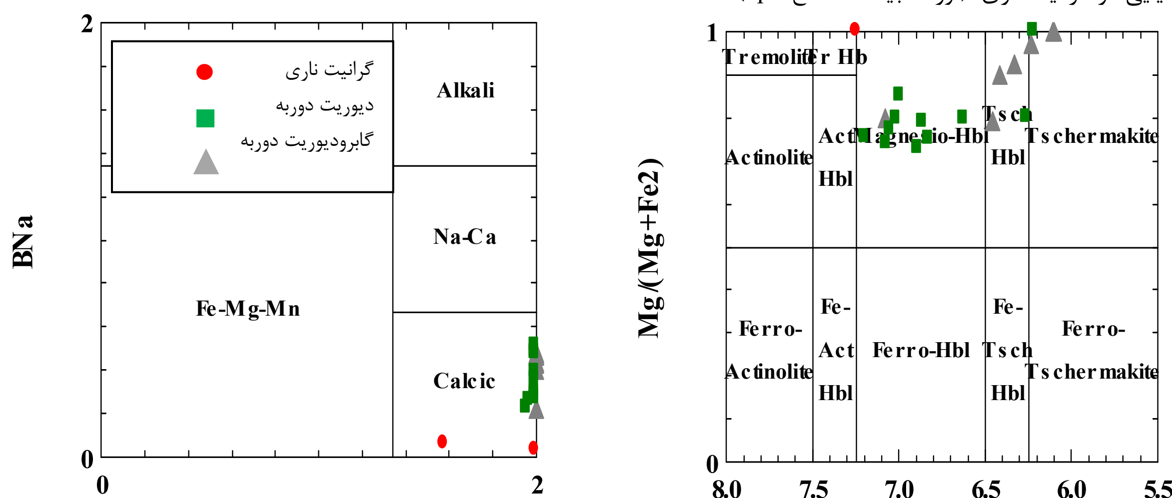
شیمی کانی‌ها

شیمی آمفیبول

لیک و همکاران [۱، ۹، ۱۰] با توجه به نوع عناصری که در جایگاه B ساختار بلوری توسط عناصر Na و Ca اشغال می‌شوند، آمفیبول‌ها را به پنج گروه Mg - Fe - Mn - Li دار، کلسیمی، سدیمی – کلسیمی، سدیمی و Na-Ca-Mg-Fe-Mn-Li دار تقسیم کرده‌اند. آمفیبول‌های توده‌های نفوذی مورد بررسی در گروه کلسیمی قرار دارند (شکل ۳).



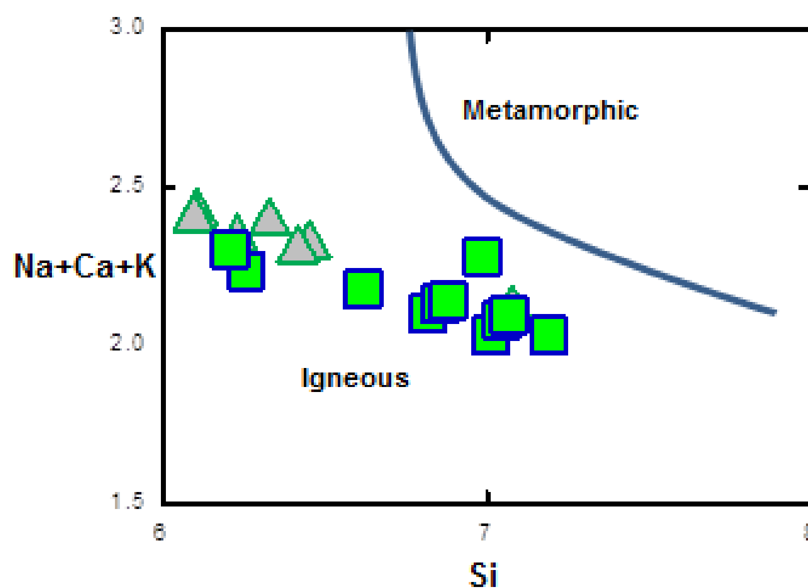
شکل ۲ الف- بلور درشت هورنبلند با میانبار بلورهای پلاژیوکلاز و بافت خال خال در دیوریت دوربه، ب- بافت‌های دانه‌ای و پرتیتی در بلور درشت فلدسپار قلیایی در گرانیت ناری، (نور قطبیده متقاطع، xpl).



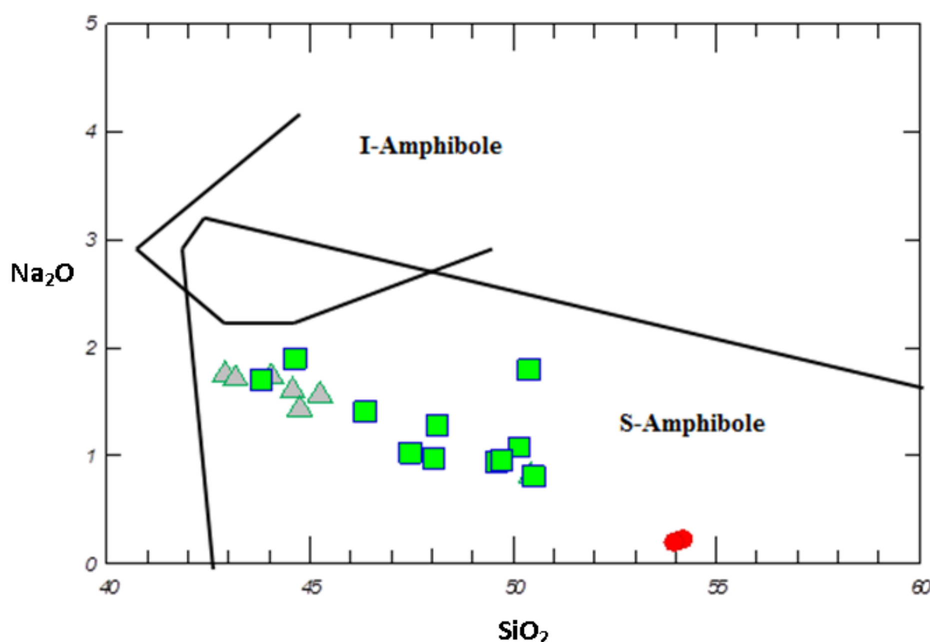
شکل ۳ نمودارهای رده بندی آمفیبول‌های توده‌های مورد بررسی بر پایه تقسیم‌بندی لیک و همکاران الف- نمودار نسبت به که براساس آن آمفیبول‌ها از نوع آمفیبول‌های کلسیمی هستند و ب – نمودار-نسبت به-که بر پایه آن آمفیبول ها بیشتر در گستره منیزیو هورنبلند - هورنبلندچرماکیت قرار دارند. در این نمودار: $ANa + AK > ۰٫۵$ ، $Ti < ۰٫۵$ و $Fe^{3} < AlVI$ است .

آمفیبول‌های توده ناری در مرز قلمرو اکتینولیت–هورنبلند و نمونه‌های توده دوربه در گستره منیزیوهورنبلند تا چرماکیت هورنبلند واقع هستند (شکل ۳). آمفیبول‌های کلسیمی شاخص توده‌های نفوذی نوع I هستند [۲]. آمفیبول‌های مورد بررسی در گستره آمفیبول‌های آذرین قرار دارند (شکل ۴). بر اساس نمودار کولتوری و همکاران [۱۱]، نیزآمفیبول‌ها در گستره سنگ‌های وابسته به محیط فرورانش قرار دارند (شکل ۵).

ترکیب شیمیایی و میانگین آمفیبول‌های تشکیل دهنده توده-های نفوذی منطقه مورد بررسی در جدول ۱ آورده شده است. با توجه به مقادیر بالای سدیم، آلومینیم و تیتانیم (جدول ۱ و شکل ۴ را ببینید)، آمفیبول‌های مورد بررسی دارای خاستگاه ماگمایی بوده [۱۲، ۱۳] و در سنگ‌های گابرودیوریتی از نوع آمفیبول‌های دمای بالا هستند. حضور آمفیبول ماگمایی نشان می‌دهد که ماگما دارای مقدار قابل توجهی آب بوده است [۱۴].



شکل ۴ نمودار Na+Ca+K نسبت به Si برای تفکیک آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی [۱۳].



شکل ۵ نمودار Na_2O نسبت به SiO_2 برای تفکیک آمفیبول‌های محیط‌های درون صفحه‌ای (I) و فرورانش (S) [۱۱].

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌های سنگ‌های منطقه غرب ارومیه، بر اساس ۲۳ اکسیژن.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.6.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.623]

نمونه آمفیبول	Os54-1	Os54-2	Os54-3	Os54-4	Os54-5	Os54-6	Os65-1	Os65-2	Os65-3	Os65-4	Os65-5
SiO_2	۴۳٫۱۷	۴۲٫۹۱	۴۴٫۰۴	۴۴٫۵۷	۴۵٫۲۴	۵۰٫۴۴	۴۴٫۶۳	۴۳٫۷۹	۴۶٫۳۶	۴۸٫۰۴	۵۰٫۳۹
TiO_2	۲٫۶۹	۲٫۱۱	۱٫۷۱	۱٫۶۸	۱٫۲۵	۰٫۶۳	۲٫۷۰	۲٫۳۴	۱٫۹۹	۱٫۱۴	۱٫۰۰
Al_2O_3	۱۲٫۶۶	۱۲٫۳۵	۱۱٫۸۲	۱۱٫۵۲	۱۰٫۸۴	۶٫۷۱	۱۲٫۶۹	۱۱٫۸۳	۹٫۶۷	۸٫۱۹	۶٫۸۳
MgO	۱۳٫۱۱	۱۳٫۰۳	۱۲٫۵۸	۱۲٫۳۸	۱۲٫۴۰	۱۴٫۹۰	۱۳٫۸۴	۱۱٫۰۲	۱۲٫۷۱	۱۲٫۷۸	۱۴٫۱۰
FeO	۱۱٫۹۳	۱۲٫۵۰	۱۴٫۲۰	۱۳٫۶۲	۱۴٫۶۷	۱۳٫۲۱	۱۱٫۱۲	۱۶٫۴۷	۱۴٫۳۵	۱۵٫۱۰	۱۴٫۱۳
CaO	۱۲٫۱۹	۱۲٫۱۰	۱۱٫۷۴	۱۲٫۱۹	۱۱٫۸۸	۱۲٫۲۲	۱۱٫۶۲	۱۰٫۹۸	۱۱٫۱۴	۱۱٫۵۶	۱۱٫۶۲
Na_2O	۱٫۷۱	۱٫۷۵	۱٫۷۳	۱٫۶۰	۱٫۵۶	۰٫۸۱	۱٫۹۰	۱٫۷۰	۱٫۴۱	۰٫۹۸	۱٫۰۸
K_2O	۰٫۴۹	۰٫۵۰	۰٫۴۵	۰٫۵۱	۰٫۳۷	۰٫۳۱	۰٫۳۴	۰٫۴۶	۰٫۴۶	۰٫۵۲	۰٫۳۹
MnO	۰٫۲۲	۰٫۱۷	۰٫۲۵	۰٫۲۲	۰٫۳۴	۰٫۲۲	۰٫۱۸	۰٫۲۸	۰٫۲۵	۰٫۲۶	۰٫۲۸
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲
مجموع	۹۸٫۱۹	۹۷٫۴۱	۹۸٫۵۳	۹۸٫۲۹	۹۸٫۵۸	۹۹٫۴۴	۹۹٫۰۲	۹۸٫۸۷	۹۸٫۳۴	۹۸٫۵۸	۹۹٫۸۳
T Site											
Si	۶٫۰۹۸	۶٫۱۰۶	۶٫۲۳۱	۶٫۳۳۰	۶٫۴۱۷	۷٫۰۷۶	۶٫۲۰۹	۶٫۲۵۷	۶٫۶۱۸	۶٫۸۸۱	۶٫۹۸۵
$Al^{[4]}$	۱٫۹۰۲	۱٫۸۹۴	۱٫۷۶۹	۱٫۶۷۰	۱٫۵۸۳	۰٫۹۲۴	۱٫۷۹۱	۱٫۷۴۳	۱٫۳۸۲	۱٫۱۱۹	۱٫۰۱۵
مجموع	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰	۸٫۰۰۰
M1 – M3 site											
$Al^{[6]}$	۰٫۲۰۴	۰٫۱۷۵	۰٫۲۰۰	۰٫۲۵۷	۰٫۲۲۷	۰٫۱۸۴	۰٫۲۸۸	۰٫۲۴۷	۰٫۲۴۴	۰٫۲۶۲	۰٫۱۰۰
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲
Ti	۰٫۲۸۶	۰٫۲۲۶	۰٫۱۸۲	۰٫۱۷۹	۰٫۱۳۳	۰٫۰۶۶	۰٫۲۸۳	۰٫۲۵۱	۰٫۲۱۴	۰٫۱۲۳	۰٫۱۰۴
Mg	۲٫۷۶۱	۲٫۷۶۴	۲٫۶۵۳	۲٫۶۲۱	۲٫۶۲۲	۳٫۱۱۶	۲٫۸۷۰	۲٫۳۴۷	۲٫۷۰۵	۲٫۷۲۹	۲٫۹۱۴
Fe^{2+}	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۸۲	۰٫۲۱۸	۰٫۲۹۱	۰٫۷۷۸	۰٫۰۰۰	۰٫۵۸۸	۰٫۶۹۶	۱٫۰۲۰	۰٫۵۱۸
Fe^{3+}	۱٫۴۰۹	۱٫۴۸۷	۱٫۵۹۸	۱٫۴۰۰	۱٫۴۴۹	۰٫۷۷۱	۱٫۲۹۴	۱٫۳۸۰	۱٫۰۱۷	۰٫۷۸۹	۱٫۱۲۰
Mn	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۰	۰٫۰۳۰	۰٫۰۲۶	۰٫۰۴۱	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۱	۰٫۰۳۴	۰٫۰۳۰	۰٫۰۳۲	۰٫۰۳۳
Ca	۰٫۳۱۳	۰٫۳۲۷	۰٫۲۵۴	۰٫۲۹۶	۰٫۲۳۵	۰٫۰۵۷	۰٫۲۴۵	۰٫۱۵۲	۰٫۰۹۴	۰٫۰۴۶	۰٫۲۱۰
مجموع	۵٫۰۰۰	۵٫۰۰۰	۵٫۰۰۰	۵٫۰۰۰	۵٫۰۰۰	۵٫۰۰۰	۵٫۰۰۰	۵٫۰۰۰	۵٫۰۰۰	۵٫۰۰۰	۵٫۰۰۰
M4 –											
Ca	۱٫۵۳۲	۱٫۵۱۷	۱٫۵۲۵	۱٫۵۵۹	۱٫۵۷۱	۱٫۷۸۰	۱٫۴۸۷	۱٫۵۲۹	۱٫۶۱۰	۱٫۷۲۸	۱٫۵۱۶
Na	۰٫۴۶۸	۰٫۴۸۳	۰٫۴۷۵	۰٫۴۴۱	۰٫۴۲۹	۰٫۲۲۰	۰٫۵۱۳	۰٫۴۷۱	۰٫۳۹۰	۰٫۲۷۲	۰٫۴۸۴
مجموع	۲٫۰۰۰	۲٫۰۰۰	۲٫۰۰۰	۲٫۰۰۰	۲٫۰۰۰	۲٫۰۰۰	۲٫۰۰۰	۲٫۰۰۰	۲٫۰۰۰	۲٫۰۰۰	۲٫۰۰۰
A Site											
K	۰٫۰۸۸	۰٫۰۹۱	۰٫۰۸۱	۰٫۰۹۲	۰٫۰۶۷	۰٫۰۵۵	۰٫۰۶۰	۰٫۰۸۴	۰٫۰۸۴	۰٫۰۹۵	۰٫۰۶۹
مجموع	۰٫۰۸۸	۰٫۰۹۱	۰٫۰۸۱	۰٫۰۹۲	۰٫۰۶۷	۰٫۰۵۵	۰٫۰۶۰	۰٫۰۸۴	۰٫۰۸۴	۰٫۰۹۵	۰٫۰۶۹
مجموع کاتیون ها	۱۵٫۰۸۸	۱۵٫۰۹۱	۱۵٫۰۸۱	۱۵٫۰۹۲	۱۵٫۰۶۷	۱۵٫۰۵۵	۱۵٫۰۶۰	۱۵٫۰۸۴	۱۵٫۰۸۴	۱۵٫۰۹۵	۱۵٫۰۶۹

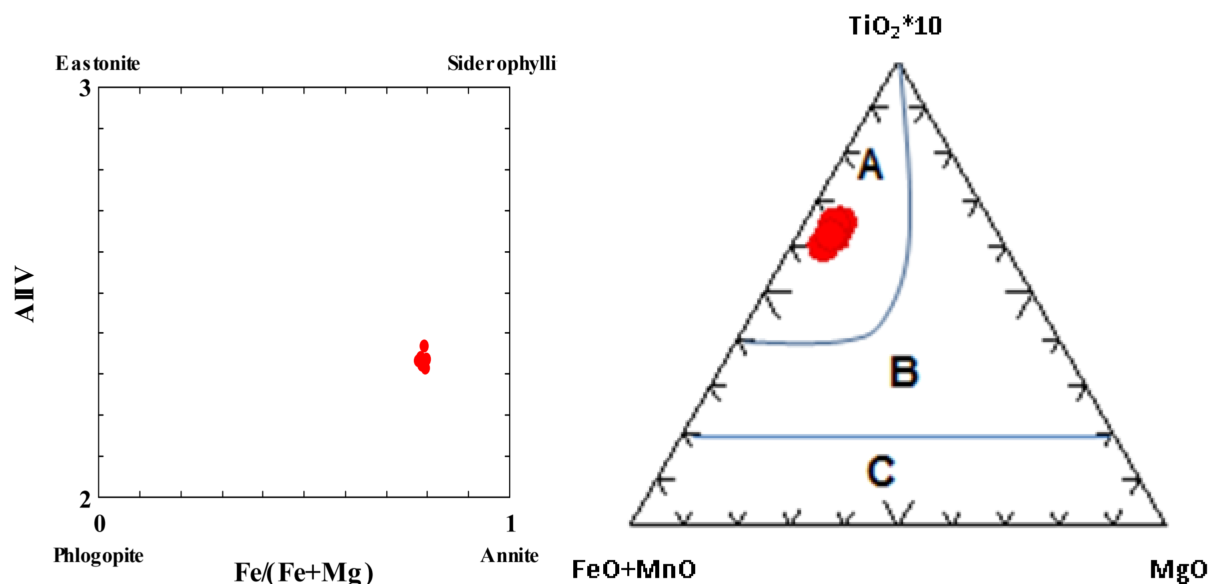
شیمی بیوتیت

بیوتیت کانی فرومنیزین اصلی در تودهٔ گرانیتی ناری است. بیوتیت‌های مورد بررسی از نوع اولیه هستند (شکل ۶). این کانی به رنگ قهوه‌ای تا زرد یا سبز کمرنگ دیده می‌شود که در واقع تغییر رنگ آنها از تغییر ترکیب شیمیایی آنها پیروی می‌کند [۱۵]. ترکیب بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی وابسته به ترکیب ماگمای مادر، گریزندگی اکسیژن دمای مذاب وخاستگاه گرانیت‌هاست [۱۶، ۱۷]. بیوتیت‌های موجود در توده‌های نفوذی مورد بررسی در نمودار $Fe / Fe + Mg - Al^{IV}$ و بر پایه ۲۲ اکسیژن در گستره ترکیب آنیت قرار دارند [۱۸] و از نوع اولیه و ماگمایی هستند [۱۹] (شکل ۶ و جدول ۲).

اکسیدهای موجود نیز بیشتر دارای ترکیب مگنتیت و مقادیر کمی ایلمنیت هستند. وجود مگنتیت به همراه بیوتیت در این توده‌ها نشان‌دهنده بالا بودن گریزندگی اکسیژن در ماگماست. همچنین بیوتیت‌ها دارای چند رنگی شکلاتی تا قهوه‌ای هستند که با توجه به وجود هورنبلند به عنوان کانی مافیک اصلی در توده‌های حدواسط و همچنین نبود کانی‌های موسکویت، آندالوزیت، کردیریت، گارنت و برونبوم‌های دگرگونی

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.6.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.623]

سرشار از میکا، این از مشخصه‌های گرانیت‌های نوع I است. همچنین وجود میانبارهای آپاتیت در بیوتیت‌ها و هورنبلندهای سنگ‌های مورد بررسی از مشخصه‌های گرانیت‌های نوع I است [۲].



شکل ۶ الف) نامگذاری بیوتیت‌های گرانیت توده نفوذی ناری در نمودار Fe / Fe + Mg – AlIV و بر پایه ۲۲ اکسیژن [۱۸]. ب) نمودار TiO2-MgO-(FeO+MnO) که براساس آن بیوتیت‌های توده نفوذی ناری از نوع اولیه (A) و ماگمایی هستند [۱۹]. (B: بیوتیت اولیه بازتعادلی، C: بیوتیت ثانویه.

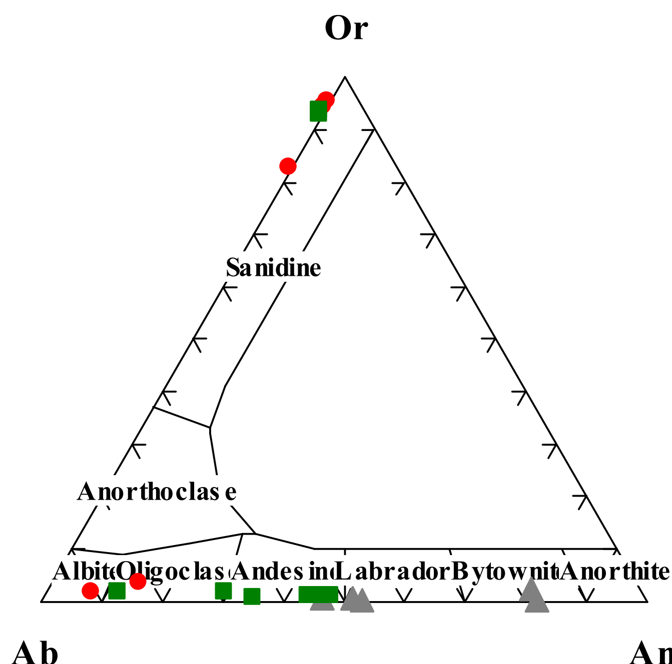
جدول ۲ نتایج تجزیه الکترون مایکروپروب بیوتیت‌های سنگ‌های منطقه مورد بررسی غرب ارومیه، بر اساس ۲۲ اکسیژن.

بیوتیت	Os30-1	Os30-2	Os30-3	Os30-4	Os30-5	Os30-6	Os30-7
Na_2O	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۱	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۴
K_2O	۶٫۶۶	۶٫۴۴	۶٫۴۸	۶٫۶۳	۶٫۵۴	۶٫۶۰	۶٫۶۰
FeO	۲۹٫۷۹	۳۰٫۳۵	۳۰٫۵۲	۳۰٫۶۷	۳۰٫۷۶	۳۰٫۶۲	۳۰٫۱۸
SiO_2	۳۷٫۱۳	۳۷٫۳۰	۳۶٫۱۴	۳۷٫۱۲	۳۶٫۲۱	۳۶٫۴۳	۳۶٫۶۷
MgO	۴٫۵۹	۴٫۴۰	۴٫۲۳	۴٫۳۱	۴٫۳۰	۴٫۱۸	۴٫۴۵
CaO	۰٫۰۱	۰٫۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
MnO	۰٫۵۹	۰٫۵۸	۰٫۶۵	۰٫۵۸	۰٫۷۲	۰٫۶۴	۰٫۶۸
Al_2O_3	۱۳٫۲۱	۱۲٫۸۷	۱۲٫۸۸	۱۳٫۴	۱۳٫۰۳	۱۳٫۱۲	۱۳٫۱۶
TiO_2	۴٫۰۸	۳٫۵۸	۴٫۱۲	۳٫۷۴	۳٫۹۴	۴٫۳۴	۴٫۰۹
مجموع	۹۶٫۲۰	۹۵٫۷۶	۹۵٫۱۳	۹۶٫۵۲	۹۵٫۵۶	۹۶	۹۵٫۸۷
Si	۵٫۸۱۸	۵٫۸۸۱	۵٫۵۶۷	۵٫۸۱۵	۵٫۷۵۸	۵٫۷۵۶	۵٫۷۸۵
Al^{IV}	۲٫۱۸۲	۲٫۱۱۹	۲٫۲۳۳	۲٫۱۸۵	۲٫۲۴۲	۲٫۲۴۴	۲٫۲۱۵
Al^{VI}	۰٫۲۵۸	۰٫۲۷۳	۰٫۱۸۹	۰٫۲۹۲	۰٫۲	۰٫۱۹۹	۰٫۲۳۲
Ti	۰٫۴۸۱	۰٫۴۲۵	۰٫۴۹۴	۰٫۴۴۱	۰٫۴۷۱	۰٫۵۱۶	۰٫۴۸۵
Fe^{2+}	۳٫۹۰۴	۴٫۰۰۲	۴٫۰۷۳	۴٫۰۱۸	۴٫۰۹۱	۴٫۰۴۶	۳٫۹۸۲
Mn	۰٫۰۷۸	۰٫۰۷۷	۰٫۰۸۸	۰٫۰۷۷	۰٫۰۹۷	۰٫۰۸۶	۰٫۰۹۱
Mg	۱٫۰۷۲	۱٫۰۳۴	۱٫۰۰۶	۱٫۰۰۷	۱٫۰۱۹	۰٫۹۸۴	۱٫۰۴۶
Ca	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰
Na	۰٫۰۴۳	۰٫۰۴۳	۰٫۰۳۴	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۲
K	۱٫۳۳۱	۱٫۲۹۵	۱٫۳۱۹	۱٫۳۲۵	۱٫۳۲۶	۱٫۳۳۰	۱٫۳۲۸
مجموع کاتیون ها	۱۵٫۱۶۸	۱۵٫۱۶۷	۱۵٫۲۰۴	۱۵٫۱۷۷	۱۵٫۲۲۳	۱۵٫۱۸۱	۱۵٫۱۷۷
مجموع اکسیژن ها	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲
Fe/Fe+Mg	۰٫۷۸۵	۰٫۷۹۵	۰٫۸۰۲	۰٫۸	۰٫۸۰۱	۰٫۸۰۴	۰٫۷۹۲

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.6.0]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.623]

شیمی فلدسپارها

ترکیب پلاژیوکلازهای سنگ‌های گابرودیوریتی توده نفوذی دوربه آندزین -لابرادوریت و در برخی بلورها بیتونیت است. فلدسپارها قلیایی در توده‌های مورد بررسی صورتی رنگ، درشت بلور، بیشتر دارای بافت پرتیتی و از نوع ارتوکلاز هستند (شکل ۷). رنگ صورتی ارتوکلاز ها نشانگر نوع I بودن این گرانیتوئیدهاست [۲]. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در سنگ‌های گابرودیوریتی نشاندهنده بالا بودن مقدار کلسیم در آنهاست. وجود پلاژیوکلازهای کلسیمی در نمونه‌های مورد بررسی بیانگر بالا بودن فشار بخار آب است [۱۴]. کانی‌های اکسیدی نیز از نوع مگنتیت هستند (جدول ۳).



شکل ۷ ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز و فلدسپارهای قلیایی در سنگ‌های مورد بررسی [۱۸].

جدول ۳ نتایج تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلاز و فلدسپارهای قلیایی سنگ‌های منطقه مورد بررسی در غرب ارومیه، بر اساس ۸ اکسیژن.

نمونه	Os54-1	Os54-2	Os54-3	Os65-1	Os65-1	Os65-1	Os30-6	Os30-5	Os30-4	Os30-3
SiO_2	۵۵٫۳۸	۵۶٫۹۸	۴۸٫۲۶	۶۵٫۴۷	۵۹٫۴۸	۵۷٫۱۵	۶۶٫۴۷	۶۴٫۷۶	۶۶٫۵۰	۶۶٫۲۰
Na_2O	۵٫۵۲	۶٫۲۲	۱٫۹۷	۰٫۶۰	۶٫۷۷	۵٫۸۵	۱۰٫۳۱	۹٫۱۰	۰٫۴۸	۰٫۴۹
K_2O	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۰۲	۱۱٫۱۹	۰٫۰۷	۰٫۱۱	۰٫۲۵	۰٫۵۱	۱۱٫۶۵	۱۱٫۴۱
FeO	۰٫۱۸	۰٫۱۱	۰٫۲۵	۰٫۰۴	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۰۷	۰٫۰۹
MgO	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰۰/۰۸۳٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰
CaO	۱۰٫۶۱	۹٫۷۰	۱۷٫۱۳	۰٫۰۰	۶٫۷۱	۹٫۹۳	۱٫۶۷	۳٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱
MnO	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰
Al_2O_3	۲۸٫۱۵	۲۷٫۵۹	۳۳٫۸۴	۱۸٫۶۹	۲۶٫۵۸	۲۸٫۱۲	۲۱٫۵۰	۲۲٫۷۹	۱۸٫۴۲	۱۸٫۴۲
مجموع	۹۹٫۹۸	۱۰۰٫۶۹	۱۰۱٫۵۱	۹۵٫۹۹	۹۹٫۸۴	۱۰۱٫۲۷	۱۰۰٫۳۴	۱۰۰٫۳۰	۹۷٫۱۹	۹۶٫۶۴
Si	۲٫۴۹۶	۲٫۵۴۲	۲٫۱۸۳	۳٫۰۵	۲٫۶۶۴	۲٫۵۲۳	۲٫۹۰۵	۲٫۸۴۲	۳٫۰۶۵	۳٫۰۶۴
Al	۱٫۴۹۴	۱٫۴۵۰	۱٫۸۰۲	۱٫۰۲۵	۱٫۳۹۱	۱٫۴۶۸	۱٫۱۰۷	۱٫۱۷۸	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۴
Fe^2	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳
Mn	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱
Mg	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۵۱۲	۰٫۴۶۴	۰٫۸۳۰	۰٫۰۰	۰٫۳۲۰	۰٫۴۷۲	۰٫۰۷۸	۰٫۱۴۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰
Na	۰٫۴۸۲	۰٫۵۳۸	۰٫۱۷۳	۰٫۰۵۴	۰٫۵۸۴	۰٫۵۰۳	۰٫۸۷۴	۰٫۷۷۴	۰٫۰۴۳	۰٫۰۴۴
K	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۱	۰٫۶۶۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۴	۰٫۰۲۹	۰٫۶۸۵	۰٫۶۷۴
مجموع	۴٫۹۹۹	۵٫۰۰۳	۵٫۰۰۰	۴٫۷۹۶	۴٫۹۵۲	۴٫۹۸۶	۴٫۹۸۳	۴٫۹۷۰	۴٫۷۹۸	۴٫۷۹۰
Ab	۴۸٫۲	۵۳٫۴	۱۷٫۲	۷٫۵	۶۴٫۳	۵۱٫۳	۹۰٫۵	۸۱٫۹	۵٫۹	۶٫۱
An	۵۱٫۲	۴۶٫۱	۸۲٫۷	۰٫۰	۳۵٫۲	۴۸٫۱	۸٫۱	۱۵٫۰	۰٫۱	۰٫۰
Or	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۱	۹۲٫۵	۰٫۴	۰٫۶	۱٫۴	۳٫۱	۹۴٫۰	۹۳٫۹

دما- فشارسنجی

فشارسنجی با استفاده از آلومینیوم هورنبلند

بر پایه پژوهش های بسیاری در دو دهۀ گذشته، مقدار آلومینیم کل هورنبلند رابطه مستقیمی با عمق تبلور آن دارد و می‌توان از آن برای زمین دما فشارسنجی استفاده نمود. آمفیبول‌ها قابل‌استفاده‌ترین کانی‌ها برای دما – فشارسنجی در سنگ‌های آذرین آهکی قلیایی هستند، زیرا آنها تقریباً در همه توده‌های نفوذی آهکی قلیایی چه بازی و چه حد واسط یا اسیدی وجود دارند و در گستره وسیعی از P-T از kbar ۲۳-۱ و در دماهای ۱۱۵۰-۴۰۰ درجه سانتی‌گراد پایدار هستند [۲،۱]. اساس بسیاری از دما – فشارسنج‌ها مقدار آلومینیوم هورنبلند است، زیرا مقدار آلومینیم هورنبلند با عمق جایگزینی توده‌های نفوذی دارای ارتباط مستقیم است [۲۰]. از این‌رو، مقدار آلومینیوم ابزاری برای تعیین عمق جایگزینی توده‌های نفوذی است و رابطه‌های بسیاری بر این اساس ارائه‌شده است [۲۰-۲۲، ۲۶]. شرایط جایگیری گابرودیوریت‌ها و دیوریت‌های توده نفوذی دوربه محاسبه‌شده و فشار آن بر اساس رابطه جانسون و راترفورد [۲۱] و اشمیت [۲۲] به ترتیب بین ۱٫۱۸ تا ۸٫۳۴ و ۲٫۲۱ تا ۷٫۱۰ کیلو بار (به ترتیب معادل عمق ۴٫۳ تا ۳۰٫۳ و ۸ تا ۲۵٫۸ کیلومتر) به‌دست‌آمده که دماهای پایین بیانگر شرایط نهایی جایگیری این توده‌هاست. از انجاکه آمفیبول‌های توده ناری از نوع اکتینولیت هستند، فشار و دمای آنها محاسبه نشد.

دماسنجی آمفیبول - پلاژیوکلاز

افزون بر فشار، دما گریزندگی اکسیژن، ترکیب سنگ کل و فازهای همزیست بر مقدار Al هورنبلند اثر دارند و مقدار آن را تعیین می‌کنند [۲]. بلوندی و هلند [۲۳] با مروری بر داده‌های ترکیب هورنبلند، نتیجه گرفتند که مقدار Al هورنبلند در زیرمجموعه‌های کانی‌شناسی ویژه نخست وابسته به دماست و آنها دماسنجی را بر اساس تبادل $^{[4]}Al\ ^{[A]}Na\ ^{[4]}Si$ برای هورنبلندهای همزیست با پلاژیوکلاز در سنگ‌های اشباع از سیلیس را پیشنهاد دادند:

$$T(\pm ۳۱۱K) = ۰٫۶۷۷ - ۴۸٫۹۸ + Y/- ۰٫۰۴۲۹ - ۰٫۸۳۱۴LnK \quad (۱)$$

که

$$K = (Si - ۴/ ۸\text{-}Si) \quad (۲)\ X_{Ab}^{Plag}$$

در این جا، Si تعداد اتم‌های Si در واحد فرمولی آمفیبول، P فشار برحسب کیلوبار و T دما برحسب کلوین است. Y نشاندهنده ناهمگنی[1] پلاژیوکلاز، بر اساس معادله درجه دوم دارکن[2] (DQF) است. مقدار Y برای $X_{ab} > ۰٫۵$، صفر است و برای $X_{ab} < ۰٫۵$ از $Y=-8.06+2.55(1-X_{ab})^2$ به دست می‌آید. این دماسنج برای دماهای بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد، آنورتیت پلاژیوکلاز کمتر از ۹۲ درصد و آمفیبول با مقدار سیلیس کمتر از pfu ۷٫۸ است (برگرفته از مراجع [۲۴، ۲۵]). همچنین می‌توان این دماسنج را برای سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی مافیک تا اسیدی بکار برد. دمای تعادل هورنبلندهای همزیست با پلاژیوکلاز در توده نفوذی دوربه ۷۵۰ تا ۸۶۰ درجه سانتی‌گراد به دست می‌آید. بر اساس رابطه ویهنال و همکاران [۲۶]، یعنی $T = ۲۵٫۳\ P + ۶۵۴٫۹$، نیز دما برای دیوریت دوربه بر اساس فشار محاسبه شده اشمیت، حدود ۷۱۰ تا ۸۳۰ درجه سانتی‌گراد بدست آمد.

مقدار Ti، کلسیم آمفیبول‌ها با افزایش دما انطباق مثبتی دارد و افزایش می‌یابد ، اما تقریباً مستقل از فشار است [۲۷] و بر اساس کارهای تجربی ارنست و لیو [۲۷]، مقدار Ti در دماهای بالای ۵۰۰ درجه سانتی گراد یک دماسنج نیمه کمّی است. در زمین دمافشارسنج نیمه کمّی ارنست و لیو [۲۷] که بر اساس ترکیب تغییرات مقدار اکسیدهای TiO_2 و Al_2O_3 در کلسیم آمفیبول‌ها ارائه شده است، نمونه‌های مورد بررسی دمای حدود ۷۰۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲ تا ۴٫۵ کیلوبار را برای سنگ‌های دیوریتی و دمای ۷۵۰ تا ۸۶۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵ تا ۸ کیلوبار را برای سنگ‌های گابرودیوریتی نشان می‌دهند (شکل ۸ و جدول ۱). دماهای بالای ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد به احتمال بسیار برای تشکیل و دماهای پایین برای جایگیری این سنگ‌ها در نظر گرفته می‌شود.

دماسنجی بر اساس مقدار Ti بیوتیت

بیوتیت از میزبان‌های مهم Ti محسوب می‌شود و مقدار آن وابسته به دما، فشار و ترکیب شیمیایی بیوتیت است و بر این اساس می‌توان برای تعیین دمای تشکیل بیوتیت‌ها از آن استفاده کرد [۲۸]. رابطه زیر برای دماسنجی ارائه شده است:

$$T = \{[\ln(Ti) - a - c\ (X_{Mg})^3]/b\}^{o.333} \quad (۳)$$

که در آن، Ti تعداد اتم‌های Ti در واحد فرمولی (apfu) بهنجار شده براساس ۲۲ اکسیژن، $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe)$، $a = -2.3594$، $b = 4.6482 \times 10^{-9}$ و $c = -1.7283$ است. مقدار دما بر اساس این رابطه برای سنگ‌های گرانیتی ناری بین ۷۴۱ تا ۷۶۰ درجه سانتی‌گراد بدست آمد (جدول ۴).

1 - Non–ideality

2 - Darken

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.3.6.0]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.3.623]

شکل ۸ همنماهای Al_2O_3 و TiO_2 آمفیبول‌های کلسیمی براساس درصد وزنی به عنوان تابعی برای تعیین فشار و دما [۲۷] و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر آن.

جدول ۴ نتایج دماسنجی بیوتیت.

a	b	c	Ti	X_{Mg}	T°C
-۲٫۳۵۹۴	۴٫۶۴۸۲ E-۹	-۱٫۷۲۸۳	۰٫۴۲۵	۰٫۲۱	۷۴۱
-۲٫۳۵۹۴	۴٫۶۴۸۲ E-۹	-۱٫۷۲۸۳	۰٫۵۱۶	۰٫۲	۷۶۰

برداشت

سنگ‌های مورد بررسی در گستره متاآلومین، دارای ماهیت آهکی قلیایی و از گرانیتوئیدهای نوع I هستند. براساس تجزیه‌ی ریزپردازشی کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های مورد بررسی، کانی‌های آمفیبول موجود در توده دوربه از نوع منیزیوهورنبلند-چرماکیت-هورنبلند و در توده نفوذی ناری از نوع اکتینولیت-هورنبلند تعیین شدند. آمفیبول‌ها از نوع ماگمایی و دما-بالا هستند و حضور آمفیبول ماگمایی نشان دهنده آب بسیار در ماگماست. شرایط جایگیری سنگ‌های مورد بررسی محاسبه شد و دمای تعادل هورنبلندهای همزیست با پلاژیوکلاز در توده نفوذی دوربه ۷۵۰ تا ۸۶۰ درجه سانتی-گراد به دست آمد. فشار جایگیری توده‌های مورد بررسی ۲ تا ۷ کیلوبار بوده که بیانگر شرایط نهایی جایگیری این توده است. دماسنجی توده نفوذی ناری بر اساس مقدار تیتانیم موجود در بیوتیت نشان‌دهنده دمای تعادل نهایی ۷۴۰ تا ۷۶۰ درجه سانتی‌گراد است.

مراجع

[1] Leake B.E., et al., *"Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association"*, American Mineralogist 83 (1997) 1019-1037.

[2] Stein E., Dietl C., *"Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of Odenwald"*, Mineralogy and Petrology, 72, 1-3, (2001) pp 185-207.

[3] Ghalamghash J., Nedelec A., Bellon H., Abedini M.V., Bouchez J.L., *"The Urumieh plutonic complex (NW Iran): A record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times - Part I: Petrogenesis and K/Ar dating"*, Journal of Asian Earth Sciences 35, (2009) 401-415.

[4] Ghalamghash J., Bouchez J.L., Vosoughi Abedini M., Nedelec A., *"The Urumieh plutonic complex (NW Iran): Record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times - Part II: Magnetic fabrics and plate tectonic reconstruction"*, Journal of Asian Earth Sciences 36 (2009) 303-317.

[5] Ghalamghash J., *"Petrology of Urumieh plutonic rocks and their emplacement mechanism. Ph.D. thesis"*, Shahid Beheshti University, Earth Science Faculty (2002).

[6] Stocklin J., *"Structural history and tectonics of Iran: A review"*, AAPG Bulletin, 52(7) (1968) 1229-1258.
[7] Khatibi J., *"Geochemistry and geochronology of the Oshnavieh granitoids, NW Iran. M.Sc. thesis*, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran (2016).
[8] Armoun S., *"Petrology and geochronology of the Bardkish and Balestan granitoids, west of Urumeiyeh Lake (Iran)*", M.Sc. thesis, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran (2017).
[9] Leake B., et al., *"Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature*", American Mineralogist v.89 (2004) 883-887.
[10] Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D., *"Nomenclature of amphibole supergroup*", American Mineralogist v.97 (2012) 2031-2048.
[11] Coltori M., Bonadiman C., Faccini B., Gregoire M., O,Reilly S.Y., Powell W., *"Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle*", Lithos, 99 (2007) 68-84.
[12] Ernst W. G., *"Paragenesis and thermobarometry of Ca-amphiboles in the Barcroft granodioritic pluton, central White Mountains, eastern California"*, American Mineralogist. 87, (2002) 478-490.
[13] Sial A.N., Ferreira V.P., Fallic A.E., Jerônimo M., Cruzc M., *"Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province, northeastern Brazil*", Journal of South American Earth Sciences, V. 11, Issue 5, (1998) pp 457-471.
[14] Otten M. T., *"The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites".* Contribution to Mineralogy and Petrology, 86 (1984) 189-199.
[15] Lalonde A.E., Bernard P., *"Composition and color of biotite from granites: two useful properties in characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay orogen, Northwest Territories*", The Canadian mineralogist, 31(1), (1993) pp203-217.
[16] Wones D. R., Eugster H. P., *"Stability of biotite: experiment, theory and application*", American Mineralogist, 50 (1965) 1228-1272.
[17] Abbott R.N., Clarke D.B., *"Hypothetical liquidus relationships in the subsystem Al2O3-FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for a (H2O< or = 1)*". The Canadian mineralogist, 17(3), (1979) pp549-560.
[18] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"An Introduction to the Rock-Forming Minerals"*. Pearson; 2 edition (1996).
[19] Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., *"Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites*", Comptes rendus Geoscience, v. 337, (2005) pp1415-1420.
[20] Hammarstrom J.M., Zen E-An., *"Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer"*, American Mineralogist, 71 (1989) 1297-1313.
[21] Johnson M.C., Rutherford M.J., *"Experimental calibration of the aluminum-in hornblende geobarometer with application to Long Valley (California) volcanic rocks"*, Geology, 17 (1989) 837-841.
[22] Schmidt M. W., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al – in hornblende barometer"*, Contribution to Mineralogy and Petrology, 110 (1992) 304 – 310.
[23] Blundy J.D., Holland T.J.B., *"Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer"*, Contribution to Mineralogy and Petrology, 104 (1990) 208-224.
[24] Ghorbani Gh., *"Geothermobarometry and mineral chemistry of ferroanpargasite gabbroic cumulates in volcanic rocks from South of Shahrood*", Iranian Society of Crystallography and Mineralogy, V. 16, No. 2, (2008) pp265-278.
[25] Ghorbani Gh., *"Geothermobarometry of granitoids from Torud-Chah Shirin area (South Damghan)*", Iranian Society of Crystallography and Mineralogy, V. 13, No. 1, (2005) pp95-106.
[26] Vyhnal C.R., MC Sween H.Y., Jr., *"Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability".* American Mineralogist, 76 (1991) 176-188.
[27] Ernst W. G., Liu J., *"Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB- A semiquantitative thermobarometer"*, American Mineralogist. 83 (1998) 952-969.
[28] Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A., *"The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms*", American Mineralogist, V. 90 (2005) 316-328.